

Elektrooporowa metoda identyfikacji oraz określania położenia stref poślizgu osuwisk; teoretyczno-empiryczny wywód oraz główne elementy metody

Marian Molik*

Podstawowy zarys trójwątkowej, jak gdyby metodologii określania stref poślizgu osuwisk, opracowano w dwu etapach, a głównie w trakcie badań następujących osuwisk:

— osuwisko Postołów k. Leska, położone na obrzeżu Bieszczadów, gdzie osuwa się plejstocenska zwietrzelina znad niezwięzających oligocenskich warstw krośnieńskich fliszu, wykształconych tu w facji cienkoławicowych piaskowców i łupków (Borysławski i in., 1980; Teller i in., 1980),

— osuwisko Nowy Wiśnicz k. Bochni, położone na Pogórzu Wielickim, gdzie osuwają się gliniasto-pylaste osady rzeczne niewielkiej wciętej dolinki, a głębiej gliny plejstocenskie, które to utwory zalegają na górnokredowych warstwach istebniańskich dolnych złożonych z łupków i zlepieńców (Skoczylas-Ciszewska & Burtan, 1956; Pietrzak-Aniszewska i in., 1984),

— osuwisko Mogilany, na 308+600 km drogi Kraków–Zakopane, które narusza głębokie partie dolnokredowych piaskowców grodziskich na ich kontakcie z pstryimi łupkami górnej kredy (Paul i in., 1996; Molik, 1982).

Jednak metoda ta była także stosowana i w pewnych szczegółach jeszcze ulepszana w trakcie prac badawczych na pięciu dalszych osuwiskach, różniących się tak swoją wielkością, jak i przede wszystkim warunkami geologiczno-inżynierskimi, dając wszędzie wyniki pozytywne.

Według ogólnie przyjmowanej teorii i praktyki geologii inżynierskiej, w tym według Wiłuna (1987) i Novosada (1978), znajomość położenia powierzchni poślizgu w podłożu gruntowym stoku osuwiskowego jest kluczem do rozpoznania osuwiska, a potem do zaplanowania sposobu jego likwidacji. Uzyskanie miarodajnej informacji w tym zakresie jest niezbędne przede wszystkim do tzw. analizy stateczności, która określa zarówno obecny stan równowagi zbrocza, jak i prognozuje ten stan po wykonaniu przewidywanej konstrukcji stabilizującej.

W prognozie stateczności zbrocza osuwiskowego największy wpływ na ocenę stanu równowagi lub nierównowagi mas gruntowych zbrocza, poza gęstością i wilgotnością koluwium, mają:

— głębokość występowania stref (powierzchni) poślizgu danego osuwiska,

— wytrzymałość gruntu tj. kąt tarcia wewnętrznego i spójność w ich obrębie.

O stateczności stanu istniejącego decydują oczywiście aktualne parametry wytrzymałościowe w obrębie stref poślizgu. W prognozie stateczności parametry te należy przyjąć najmniej korzystnymi, odniesionymi do możliwie podwyższonej wilgotności utworów zbrocza, w tym gruntów strefy poślizgu. Tym samym na wynik prognozy w zasadniczy sposób wpływa rzeczywiste położenie strefy poślizgu w obrębie rozpatrywanego zbrocza.

Dokładna znajomość położenia stref poślizgu jest także ważna dla sposobu likwidacji zsuwu, gdyż środki i konstrukcje służące temu celowi muszą objąć swym wpływem przynajmniej kilkumetrową warstwę ośrodka poniżej obecnej

lub potencjalnej powierzchni poślizgu osuwiska (np. wg Cartiera, 1983). W sumie zagadnienie tak identyfikacji stref poślizgu, jak i dokładnego ustalenia ich położenia w masywie osuwiskowym jest dla osuwisk zagadnieniem wiodącym.

Niedostatki dotychczasowych metod określania stref poślizgu

Ze względu na złożoność procesu osuwiskowego (Kleczkowski, 1955), a głównie słabe wyróżnianie się stref poślizgu na tle innych niejednorodności gruntowych, identyfikacja stref poślizgu jest problemem samym w sobie, zawsze trudnym, a nie zawsze dającym jednoznaczne wyniki. To powoduje, że wykorzystuje się do niej właściwie wszystkie metody rozpoznania klasycznego: wykopy, a często też szybiki, wiercenia, a także sondowania gruntu. Wiercenia i wykopy uzupełnia się badaniami laboratoryjnymi pobranych rdzeni wiertniczych, a w wykopach i szybkach oznacza się też niekiedy wytrzymałość gruntu *in situ* lub na dużych próbach.

W rozpoznaniu osuwisk pomocniczo stosuje się geofizykę, w tym głównie metodę płytkiej sejsmiki oraz elektrooporową. W celu bezpośredniego uchwycenia ruchu mas gruntowych, stosuje się metodę inklinometryczną, polegającą na obserwacji wyginania się w masywie osuwiskowym, wprowadzonej tam kolumny rurowej (kształtki), za pomocą specjalnej sondy otworowej i czułego przyrządu zwanego inklinometrem.

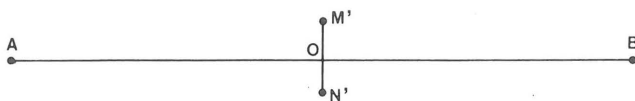
Jednak z reguły same otwory wiertnicze nie są w stanie uchwycić w podłożu osuwiskowym nie zawsze wyraźnego zróżnicowania gruntów, w tym typowych dla stref poślizgu zlustrowań na powierzchniach odłamków skalnych. Jest to możliwe dopiero w szybkach (np. Pietrzak-Aniszewska, 1985), a także w płytszych od nich wykopach. Tylko przy rozpoznawaniu płytkich osuwisk otwory są niekiedy z biedą wystarczające, gdyż pozwalają ustalić strop skały niezwięzającej (litej), będący wówczas z reguły główną lub jedyną powierzchnią poślizgu osuwiska (np. Teller i in., 1980). W takim sensie niekiedy dobre wyniki daje też metoda płytkiej sejsmiki inżynierskiej (Trojan, 1976).

Niekiedy dobre wyniki, w ustalaniu głębszych stref poślizgu, uzyskuje się wspomagając otwory za pomocą profilowania gamma-gamma oraz neutron-neutron (np. Osipow, 1968), a także geoakustycznego (Novosad, 1978). W pierwszym przypadku uzyskuje się kompleksową informację tak o gęstości, jak i o wilgotności, co pozwala ustalić strefę poślizgu jako strefę zwiększonej porowatości lub szczelinowatości ośrodka, a zarazem jej zwiększonego zawilgocenia lub zawodnienia. W drugim przypadku rejestruje się tzw. trzaski geoakustyczne, informujące o odbywających się mikroprzemieszczeniach masywu skalnego.

Praktycznie niezawodna jest metoda szybkowa (Pietrzak-Aniszewska, 1985), chociaż zdarza się, że ta metoda nie daje pełnej jednoznaczności (Pietrzak-Aniszewska i in., 1983). Ponadto nie można jej wykorzystać w warunkach zawodnienia zbrocza, a także głębiej niż do 12–15 m.

Precyzyjne wyniki w ustalaniu stref poślizgu daje metoda inklinometryczna, ale tylko wtedy, kiedy odbywa się uchwytynny ruch osuwiskowy. Możliwość uchwycenia

*Instytut Badawczy Dróg i Mostów (do 1991 r.), ul. Jagiellońska 80, 03-301 Warszawa; ul. Kleopatry 1, 03-642 Warszawa



Ryc. 1. Układ Warłamowa i Łobanowa do pomiaru prostopadłej różnicy potencjałów: AB — dipol prądowy, M'N' — dipol pomiarowy



Ryc. 2. Układ pomiarowy sondowania komplementarnego: M'N' — dipol pomiarowy sondowania oporności prostopadłej, MN — dipol pomiarowy sondowania elektrowego, $l = AB/2$ — rozstaw prądowy, $a = MN/2$ — rozstaw pomiarowy

tego ruchu zapewniają w praktyce obserwacje dokonywane na przestrzeni dłuższego czasu, w tym przynajmniej w okresie jesień-wiosna (Cartier, 1983; Zabuski i in., 1992).

Nie ma właściwie metody uniwersalnej i zawsze skutecznej, a poszczególne metody są skuteczne zwykle w pewnych, korzystnych dla siebie warunkach. Metody, które są w praktyce najbardziej skuteczne, bywają niestety bardzo kosztowne i pracochłonne.

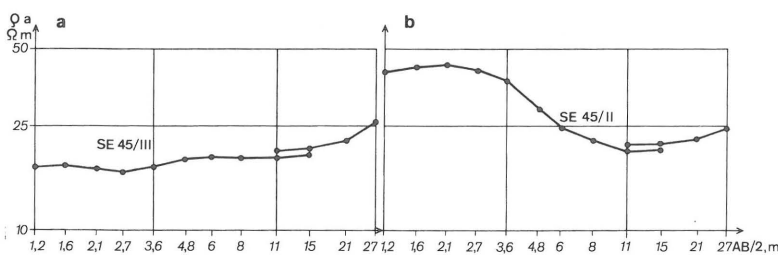
Konieczność ograniczenia kosztownych i pracochłonnych badań jest od pewnego czasu powodem skłaniania się ku szybkim i niekosztownym badaniom geofizycznym. Niestety, choć są one ogólnie biorąc przydatne w szeroko rozumianym rozpoznaniu osuwisk (Trojan, 1976; Yague, 1978; Novosad, 1978; Zabuski i in., 1992), nie wykazano dotąd ich pełnej jednoznaczności w identyfikacji stref poślizgu. W szczególności sejsmicznie określa się spąg zwietrzliny, ale to nie jest tożsame ze wszystkimi strefami poślizgu osuwiska.

Koncepcja rozwiązania

W celu rozwiązania problemu identyfikacji stref poślizgu osuwisk, postanowiono odejść od metody sejsmicznej oraz od standardowej, ogólnie stosowanej postaci metody elektrooporowej. Podstawę ku temu dała zapożyczona od Warłamowa i Łobanowa (1973) idea maksymalnego wykorzystania anizotropii elektrycznej do odzwierciedlenia przyczyn i skutków procesu osuwiskowego. Autorzy ci dowiedli, że anizotropia elektryczna jest czułym wskaźnikiem osłabienia osuwiskowych masywów, co stanowi wiodącą tezę ich artykułu.

Anizotropia elektryczna jest to, jak wiadomo, zjawisko różnej oporności przewodzenia w różnych kierunkach badanego ośrodka, w tym w odniesieniu do warunków geologicznych, w różnych kierunkach względem uwarstwienia. Określa ją tzw. współczynnik anizotropii (λ), który zdefiniowany jest jako:

$$\lambda = \sqrt{\rho_n / \rho_l} \quad [1]$$



Ryc. 3. Niektóre krzywe oporności pozornej z osuwiska Postołów; a — bez jednoznacznych minimów, b — z szerokimi minimami

gdzie: ρ_n — oporność przewodzenia w kierunku normalnym do uwarstwienia,

ρ_l — oporność przewodzenia w kierunku uwarstwienia.

Teoria Warłamowa i Łobanowa (1973) opiera się na modelu anizotropii trójosiowej. Dla tego założenia uzasadnia się, że zmiana takich czynników, określających oporność elektryczną, jak: wilgotność, pełne nasycenie wodą, mineralizacja wody porowej, temperatura, porowatość i skład mineralny ośrodka, mogą tylko w jednakowy lub prawie jednakowy sposób wpływać na poszczególne oporności kierunkowe (ρ_x, ρ_y, ρ_z), a zatem z tego powodu zmiana anizotropii nie nastąpi.

Zmianę w rozkładzie oporności kierunkowych, a w efekcie anizotropii, mogą wprowadzić dopiero wtórne zmiany struktury skalnej, głównie szczeliny oraz makro- i mikrobloki, powstałe w wyniku procesu osuwiskowego. Na podstawie sondowań kołowych, znanych elektrooporowych „sondowań anizotropii“ pokazano, że to rzeczywiście ma miejsce, że proces osuwiskowy wynika z tej wtórnej zmiany anizotropii elektrycznej.

Do odzwierciedlenia wtórnych zmian anizotropii, w praktycznych badaniach Warłamow i Łobanow (1973) z pozytywnym skutkiem wykorzystali prosty, ale intrygujący układ pomiarowy (ryc. 1), wykonując w nim pomiary „prostopadłej“ różnicy potencjałów na prostopadłym dipolu pomiarowym MN. Podano, że ta prostopadła różnica potencjałów jest proporcjonalna do różnicy oporności kierunkowych ρ_x i ρ_y oraz sinusa podwojonego kąta β :

$$\Delta V\beta \approx (\rho_x - \rho_y) \cdot \sin 2\beta \quad [2]$$

gdzie: β — kąt ustawienia dipola prądowego względem biegu uwarstwienia.

Według autorów różnica $\rho_x - \rho_y$ jest miarą wtórnej anizotropii horzontalnej, głównej mającej związek z procesem osuwiskowym.

Niewątpliwie w teorii i praktyce Warłamowa i Łobanowa (1973) tkwiły pionierskie racje i należało je do końca odnaleźć i wyartykułować. Na tym ostatecznie skupiono uwagę włącznie ze sprawą interesującego pomiaru różnicy potencjałów na prostopadłym dipolu pomiarowym.

W jakiś czas potem to zainteresowanie teorią Warłamowa i Łobanowa przyniosło oczekiwany skutek w postaci przejścia od prostopadłej różnicy potencjałów do nowego rodzaju oporności, nazwanej analogicznie opornością prostopadłą (Molik, 1990). Wynalazek ten stał się od tego czasu bardzo istotny w zastosowaniu do wykrywania stref poślizgu.

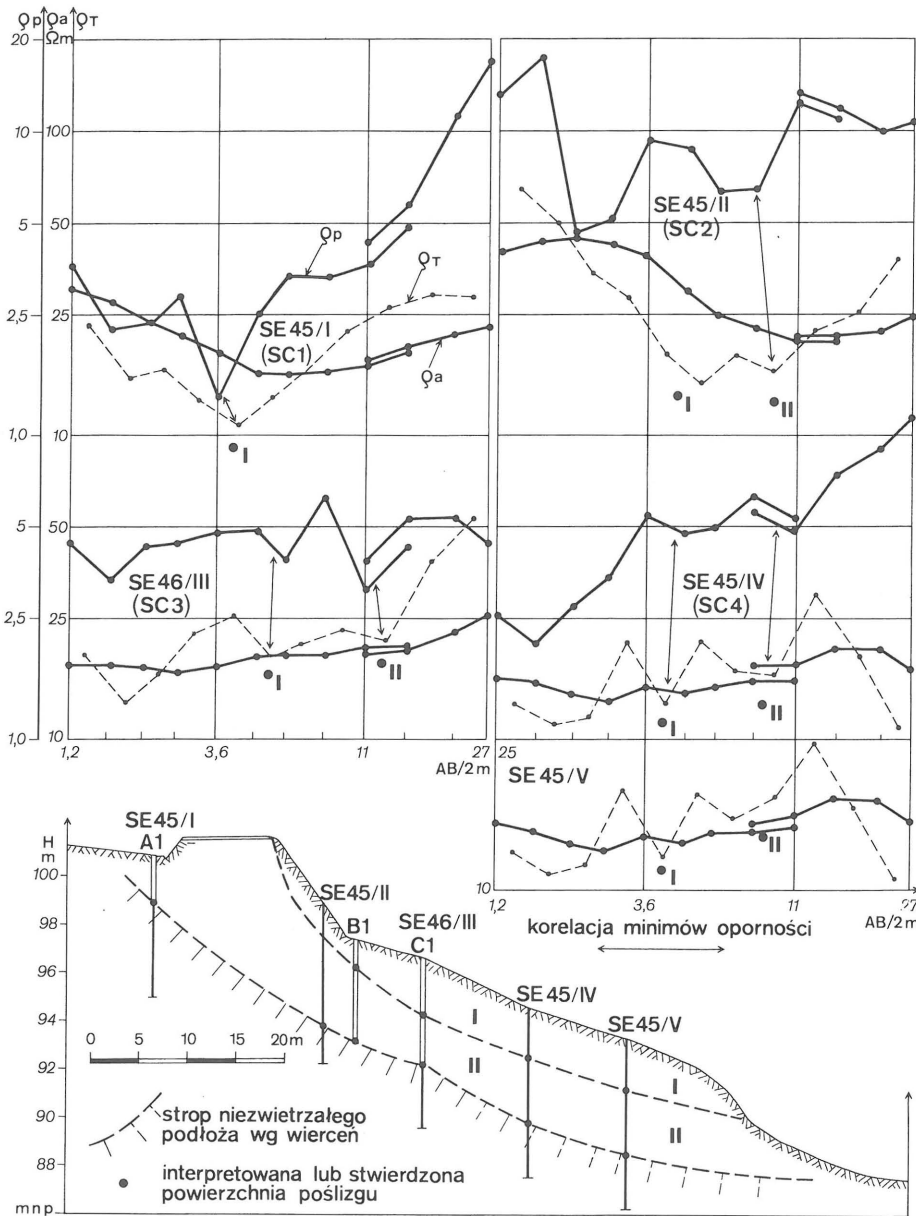
Podstawowe właściwości oporności prostopadłej

Oporność prostopadła (ρ_p) w odróżnieniu od uzyskiwanej dotychczas oporności pozornej (ρ_a) jest nieporównanie bardziej czuła na zmiany współczynnika anizotropii (λ) tj. w skrócie anizotropii ośrodka i to stanowi o jej rzeczywistej wartości i prospekcyjnej przydatności.

O ile oporność pozorną łączy z parametrami anizotropii związek (np. Zaborowski, 1963):

$$\rho_a = \frac{\rho_m}{\sqrt{1 + (\lambda^2 - 1) \sin^2 \alpha \sin^2 \beta}} \quad [3]$$

to oporność prostopadłą określa zależność (Molik, 1990, 1986):



Ryc. 4. Wyniki elektrooporowe z osuwiska Postolów; a — uzyskane krzywe oporności, b — opracowany przekrój elektrooporowy; ρ_p — oporność prostopadła, ρ_a — oporność pozorna, ρ_m — oporność poprzeczna

$$\rho_p = \rho_m \frac{(\lambda^2 - 1) \sin^2 \alpha \sin 2\beta}{\sqrt{(1 + (\lambda^2 - 1) \sin^2 \alpha \sin^2 \beta)^3}} \quad [4]$$

gdzie: α — kąt upadu uwarstwienia wewnątrz badanego anizotropowego ośrodka,

β — kąt pomiędzy kierunkiem dipola prądowego a biegiem uwarstwienia,

ρ_m — oporność średnia tj. średnia geometryczna oporności kierunkowych.

A zatem w swej fizycznej istocie są to oporności zasadniczo odmienne.

Szczegółowa analiza różniczkowa (Molik, 1999) pokazuje, że czułość oporności prostopadłej na zmianę współczynnika anizotropii ośrodka (λ), a więc jej pochodna cząstkowa względem λ jest dla najczęściej występujących anizotropowych właściwości skał i gruntów zawsze dodatnia i niekiedy bardzo znaczna. Oczywiście dodatni znak pochodnej wskazuje, że rośnie ona zawsze wraz z λ . Z kolei

wysoka wartość pochodnej jest dowodem, że zależność λ jest silna, dominująca, co wynika głównie z obecności czynnika $(\lambda^2 - 1)$ we wzorze [4] definiującym tę oporność.

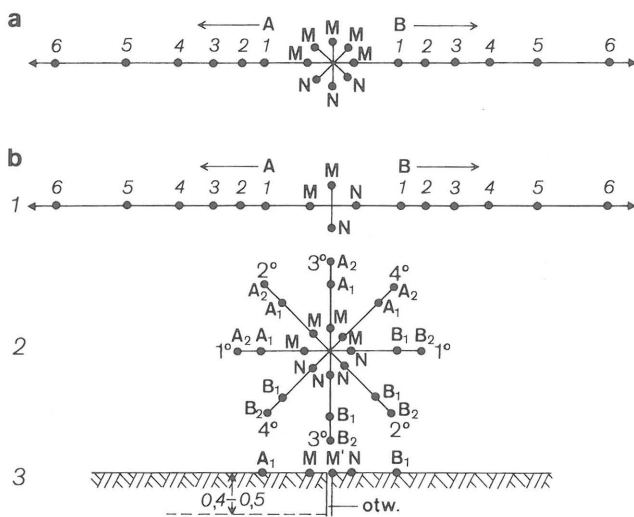
Natomiast już wprost ze wzoru [3] wynika, że oporność pozorną maleje zawsze wraz z λ , a więc zachowuje się odwrotnie niż oporność prostopadła. Przy tym różniczkowanie pozwala pokazać, że ta zależność od λ jest bardzo nieznaczna, marginalna. A zatem na tle oporności pozornej oporność prostopadła prezentuje się jako oporność o szczególnym uwrażliwieniu na anizotropię, warta tym samym do wykorzystania jej w identyfikacji stref poślizgu.

Rozwinięcie i uzupełnienie teorii Warłamowa i Łobanowa

Teoria tych badaczy (1973), chociaż ma swoją pionierską wartość, nie jest bez wad. Po pierwsze dlatego, że praktycznie nie docenia ona i nie uwzględnia roli wilgotności w procesie osuwiskowym. A przecież woda jest zasadniczym czynnikiem tego procesu, w dużym stopniu wywołując i intensyfikując go. W efekcie jej zwiększona zawartość pogłębia zdecydowanie minima anizotropii, wynikające ze zmiany samej tylko struktury skały. Z drugiej strony ma ona najniższy z możliwych, bo równy 1,00 współczynnik anizotropii, tak więc swą obecnością potęguje ona dodatkowo efekt obniżania się anizotropii wraz z zaawansowaniem procesu osuwiskowego. Tej podwójnej roli wilgotności i zawadnienia Warłamow i Łobanow (1973) nie dostrzegli.

Nie dostrzeżono też wpływu warstwowania na kształtowanie się anizotropii. Silne przemieszanie warstw i warstewek, a przy tym silne ich mikro-warstwowanie, oznacza zawsze wysoką efektywną (ogólną) anizotropię ośrodka. Sprasowanie i kompaktacja formacji pogłębia ten efekt. Z kolei inny rodzaj zjawisk, a mianowicie powstanie wszelkich pęknięć, szczelin, a także potem ich zwężenie, nie mówiąc już o zmieleniu fragmentów skalnych, wywiera skutek odwrotny, a więc spadek anizotropii ogólnej ośrodka. Powyższe formy dezintegracji ośrodka są oczywiście typowe dla procesu osuwiskowego, przy czym w ich wyniku anizotropia spada tym bardziej, im wyższe było uwarstwienie formacji pierwotnej, nie dotkniętej jeszcze tymi procesami. Ta zależność anizotropii od uwarstwienia formacji także musi być brana pod uwagę, a tymczasem tak tej kwestii nie widzieli jeszcze Warłamow i Łobanow.

Wpływ i rola uwarstwienia muszą być szczególnie brane pod uwagę i właściwie interpretowane dla warunków



Ryc. 5. Zastosowane sposoby określania współczynnika anizotropii elektrycznej; a — sondowanie potencjałowo-azymutalne, b — sposób wykorzystujący sondowanie komplementarne, 1 — sondowanie komplementarne, 2 — płytkie dwupoziomowe badanie azymutalne, 3 — płytkie badanie powierzchniowo-otworowe, 1°–4° — kierunki pomiarowe, rozstawy AB i MN z indeksami 1, 2, 3

fliszu karpackiego, który według badań autora (Molik, 1986, 1997) ma dwa różne poziomy anizotropii:

— wysoką, rzędu $\lambda = 1,9\text{--}2,6$ dla facji fliszu o przewodzie łupków,

— o wiele niższą, $\lambda = 1,3\text{--}1,6$ dla facji o przewodzie piaskowców.

Te dane są zgodne z innymi danymi na ten temat, gdyż np. wg Dachnowa (Tarchow, 1963) łupki ilaste mają mikroanizotropię w granicach 1,4–2,25, a piaskowce 1,1–1,6.

Dla tych warunków geologiczno-geofizycznych rozwinięcie teorii Warłamowa i Łobanowa (1973) było — jak się wydaje — szczególnie wskazane.

Kryteria identyfikacyjne

Ostatecznie sformułowano i zweryfikowano dwa kryteria identyfikacji stref poślizgu:

- kryterium minimalnej oporności poprzecznej,
- kryterium minimalnej oporności prostopadłej.

To drugie można też nazwać kryterium minimalnej anizotropii elektrycznej, co nawiązuje wówczas do teorii i praktyki Warłamowa i Łobanowa (1973), w efekcie czego kryterium to jest jakby lepiej uzasadnione i pewniejsze od kryterium oporności poprzecznej

W geotechnice, najogólniej biorąc, definiuje się strefę poślizgu jako ciągłą, cienką strefę ośrodka o wybitnie obniżonej wytrzymałości. Przyczynę tej strefowo obniżonej wytrzymałości pośrednio wyjaśniają 3 szczegółowsze kryteria identyfikacyjne tych stref.

W kryteriach geotechnicznych podstawowym jest kryterium maksymalnej szczelinowości, które np. według Liszkowskiego i Stochłaka (1976) jest ujęte inaczej następująco: *powierzchnia poślizgu, po której przemieszczają się masy skalne, jest na dłuższym lub krótszym odcinku pre-dysponowaną powierzchnią spekań któregoś z zespołu spekań istniejących w masywie.*

Drugie z kryteriów identyfikacyjnych określa strefę poślizgu jako strefę równocześnie maksymalnej wilgotności (lub zawodnienia) oraz minimalnej gęstości (np. Osi-

pow, 1968). Wreszcie trzecie z kryteriów definiuje ją geotechnicznie jako strefę o równocześnie maksymalnej szczelinowości oraz maksymalnym ciśnieniu hydraulicznym (Wiłun, 1987).

W nawiązaniu do wszystkich trzech kryteriów geotechnicznych pełne uzasadnienie znajduje przede wszystkim kryterium obniżonej anizotropii, gdyż zarówno strefowo podwyższona szczelinowość masywu, jak i podwyższona w tej samej strefie ośrodkowa wilgotność, prowadzą niezależnie od siebie do spadku anizotropii elektrycznej tej strefy ośrodka. Oczywiście, jak już pokazano, kryterium obniżonej anizotropii elektrycznej wyraża się pośrednio poprzez kryterium minimalnej oporności prostopadłej. Z drugiej strony obydwa sformułowane kryteria geofizyczne znajdują też swoje pełne uzasadnienie i nawiązanie tylko do drugiego i trzeciego kryterium geotechnicznego, ponieważ obydwa leżące u ich podstaw zjawiska wodno-gruntowych prowadzą z kolei do tego samego efektu fizycznego — zdecydowanego spadku tak oporności prostopadłej, jak i poprzecznej tej strefy ośrodka.

W skomplikowanych warunkach geologicznych, kiedy na badanym terenie występować mogą także uskoki i strefy tektoniczne, a więc strefy w swej fizycznej naturze dość zbliżone do stref poślizgu, uzupełniająco o dany przebieg strefy poślizgu w masywie osuwiskowym świadczą ponadto:

— przestrzenne korelowanie się stref i granic obniżonych oporności w strefy i granice o charakterystycznym krzywoliniowym przebiegu,

— niegłębokie występowanie tych stref i granic elektrooporowych, tak jak przypowierzchniowymi i niegłębokimi są zazwyczaj strefy poślizgu.

Technicznemu uzyskaniu danych tak o oporności pozornej (przekształconej potem w oporność poprzeczną), jak i danych o oporności prostopadłej, najlepiej służy tzw. sondowanie komplementarne (SC, czyli *complementary sounding*), będące połączeniem sondowania elektrooporowego z sondowaniem oporności prostopadłej (ryc. 2). Wykonuje się je jednocześnie, przy tych samych rozstawach prądowych AB, a tylko przy różnie ustawionych rozstawach pomiarowych MN.

Kryterium oporności poprzecznej

W nawiązaniu do roli wilgotności w procesie osuwiskowym mogłoby się wydawać, że zamiast kryterium minimalnej oporności poprzecznej wystarczającym mogłoby być kryterium minimalnej oporności pozornej. Z bezpośredniego związku przyczynowego tak by wynikało i to niekiedy ma miejsce, ale nie zawsze. Dla przykładu na osuwisku Postołów k. Leska nie występowały wyraźne minima oporności pozornej (ryc. 3a), albo były one bardzo szerokie (ryc. 3b), a to nie sprzyjało zatem wydzieleniu stref poślizgu na takich krzywych oporności. Przyczyną tego jest w geoelektryce znane zjawisko tzw. utajenia cienkich warstw na krzywych oporności (np. Stenzel & Szymanko, 1973).

Utajony na krzywych oporności pozornej elektrooporowy obraz ośrodka może zostać lepiej rozpoziomowany po transformacji oporności pozornej (ρ_a) w tzw. oporność poprzeczną (ρ_T).

„Metoda oporności poprzecznej“ zwana w geoelektryce metodą odejmowania pól lub dyferencjalną, powstała już dość dawno, wynaleziona przez Petrowskiego (np. Stenzel & Szymanko, 1973), jednak obecnie prawie już zupełnie nie wykonuje się pomiarów tą metodą. Za to dość powszechnie przyjęła się w praktyce obliczeniowa trans-

formacja oporności pozornej w poprzeczną. Wykonuje się ją według wzoru różnicowego:

$$\rho_T = \frac{l_2 - l_1}{\frac{l_2}{\rho_2} - \frac{l_1}{\rho_1}} \quad [5]$$

gdzie: ρ_1 , ρ_2 — oporności pozorne odpowiednio płytszego i głębszego rozstawu prądowego AB/2,

l_1 , l_2 — rozstawy prądowe AB/2, odpowiednio płytszy i głębszy.

W gruncie rzeczy oporność ta to pochodna rozstawu penetracji prądowej (tj. AB/2) względem mierzonej przewodności ośrodka. Różnicuje ona dobrze dany wielowarstwowy przekrój, wydobywając w nim utajone cienkie warstwy.

Na ryc. 4a są zestawione wszystkie krzywe oporności uzyskane na przekroju osiowym osuwiska Postołów, w tym krzywe oporności pozornej, jak i przede wszystkim transfor-

mowane z nich krzywe oporności poprzecznej. Widać, że transformacja wydobyła na jaw niewidoczne przedtem wąskie minima oporności I i II, które według opracowanego kryterium należy wiązać i które rzeczywiście wiążą się tu ze strefami poślizgu zsuwu. Korelują się wyraźnie z nimi minima oporności prostopadłej wykonanych sondowań komplementarnych (SC), co w sumie świadczy o słuszności sformułowanej zasady dwukryterialnej identyfikacji stref poślizgu na tym osuwisku.

Według badań przeprowadzonych w otworach wiertniczych (nr A1, B1, C1 — ryc. 4), a także w wykopach, powierzchnia poślizgu omawianego osuwiska przebiega tu po stropie skały litej, a więc po stropie niezwiertającego łupka lub piaskowca, a koluwium osuwiskowe stanowi gliniasto-piaszczysta zwietrzelina, w środkowej części zsuwu o dość znacznym nawilgoceniu.

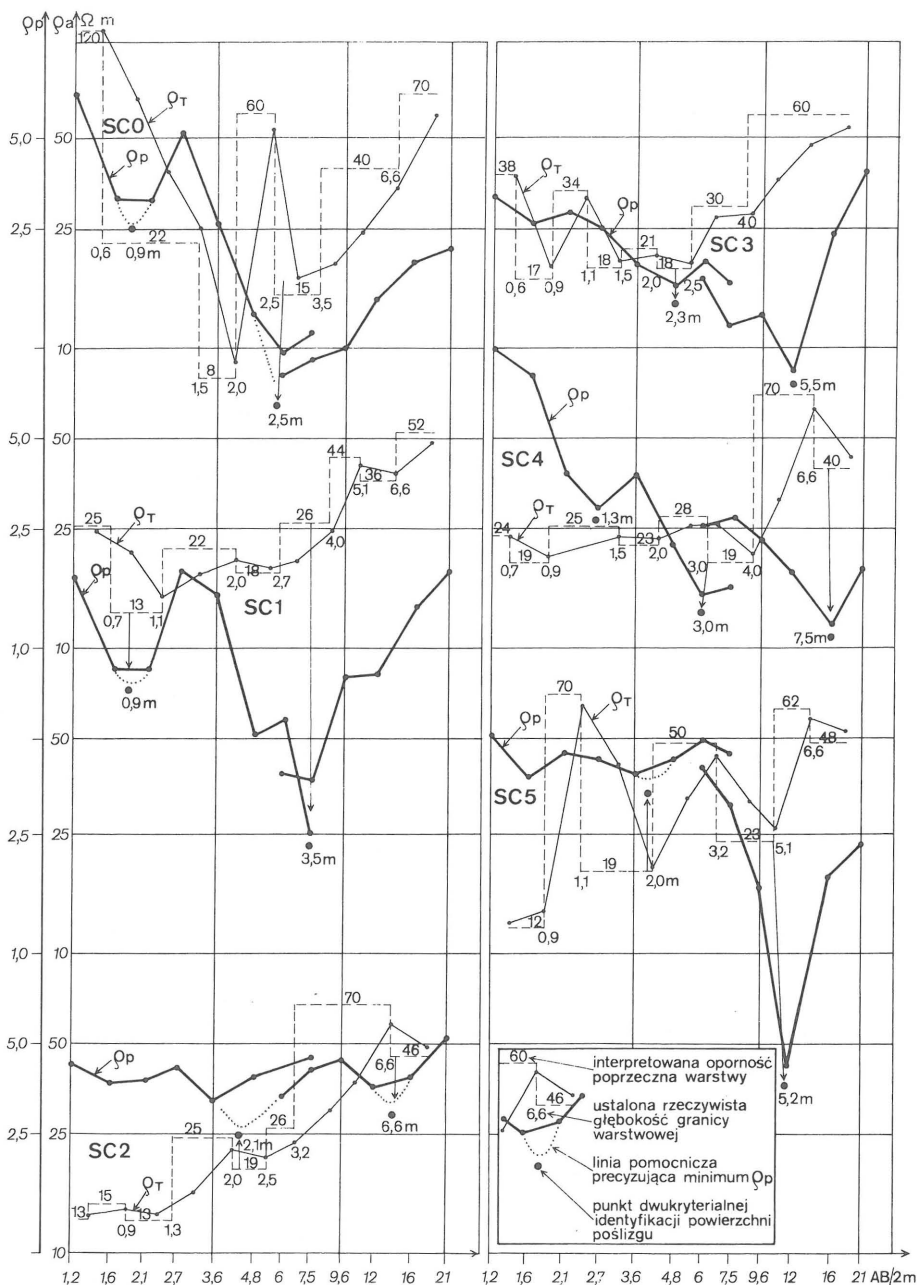
Dodać należy, że tuż pod nasypem drogi utworzyło się na osuwisku — w rozszerzonej niszy osuwiskowej — niewielkie zagłębienie, zatrzymujące okresowo wody opadowe. Niżej teren osuwiska jest obszarem źródłkowym potoku wpadającego do Sanu.

Przestrzenny obraz osuwiska Postołów, a dokładniej interpretowanych według geofizyki stref poślizgu, pokazany jest na ryc. 4b. Dolna strefa, a raczej powierzchnia poślizgu II, pokrywa się z tą określoną geologicznie (Teller i in., 1980). Górną powierzchnię poślizgu I geologicznie nie odzwierciedliła się, choć według geofizyki jest ona pewna. Osuwisko Postołów było pierwszym, na którym wykonano zalecane przez Warłamowa i Łobanowa (1973) pomiary prostopadłej różnicy potencjałów, potem — po opracowaniu metody oporności prostopadłej — przekształcone w sondowania komplementarne (SC 1, 2, ..., ryc. 4).

Głębokość a anizotropia

Standardowa interpretacja głębokości granic elektrooporowych krzywymi teoretycznymi daje tylko tzw. głębokość pozorną (h_a) tych granic, związaną funkcyjnie z nominalną miarą tej głębokości — rozstawem prądowym AB/2. Głębokość rzeczywista (h) dość znacznie różni się od tej pozornej, co zachodzi z powodu wpływu współczynnika anizotropii badanej prądowo formacji.

To, że współczynnik anizotropii (λ), w znaczeniu petrofizycznym zdefiniowany wzorem [1], odgrywa wiodącą rolę w interpretacji głębokości, wynika z tzw. prawa działania anizotropii, odkrytego w 1947 r. przez R. Mailleta (np. Stenzel & Szymanko, 1973). Prawo to brzmi *Każda warstwa elektrooporowa, mająca jakiś rodzaj anizotropii (makro-*

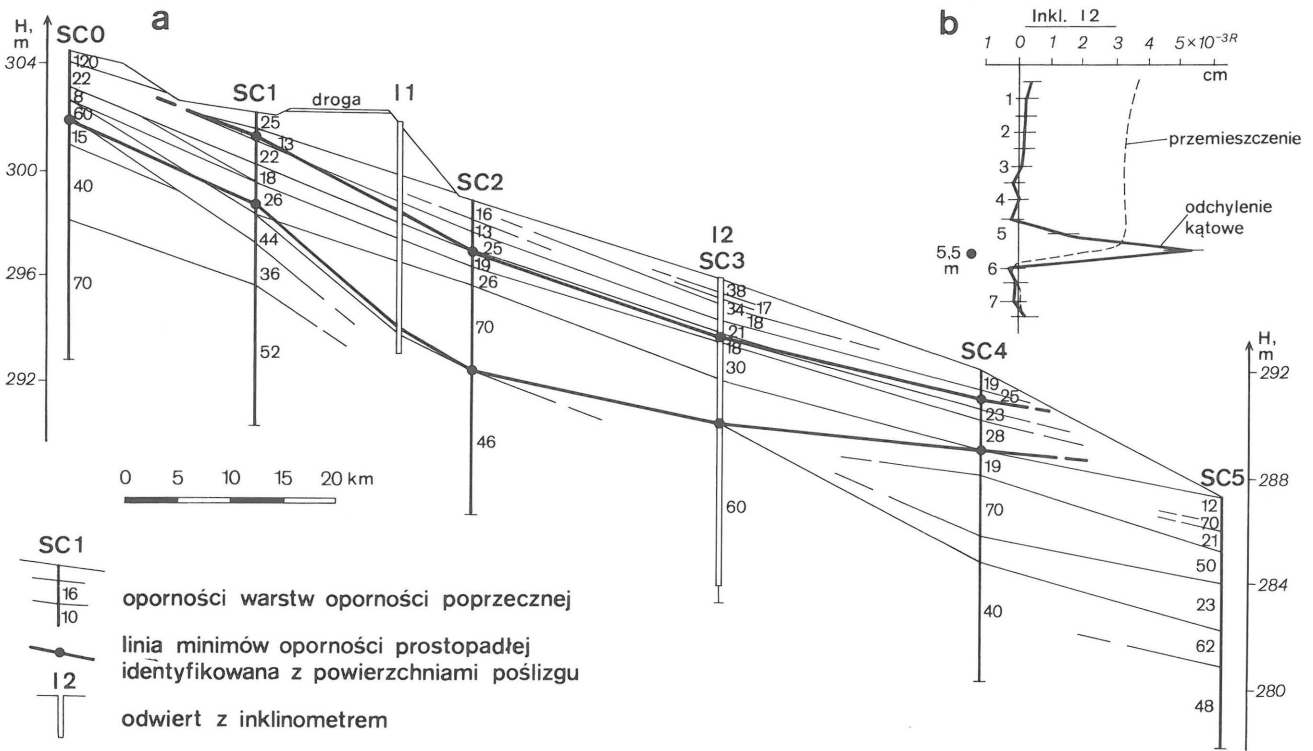


Ryc. 6. Sposób wydzielania warstw oporności poprzecznej oraz identyfikacji powierzchni poślizgu na przykładzie wyników osuwiska Nowy Wiśnicz

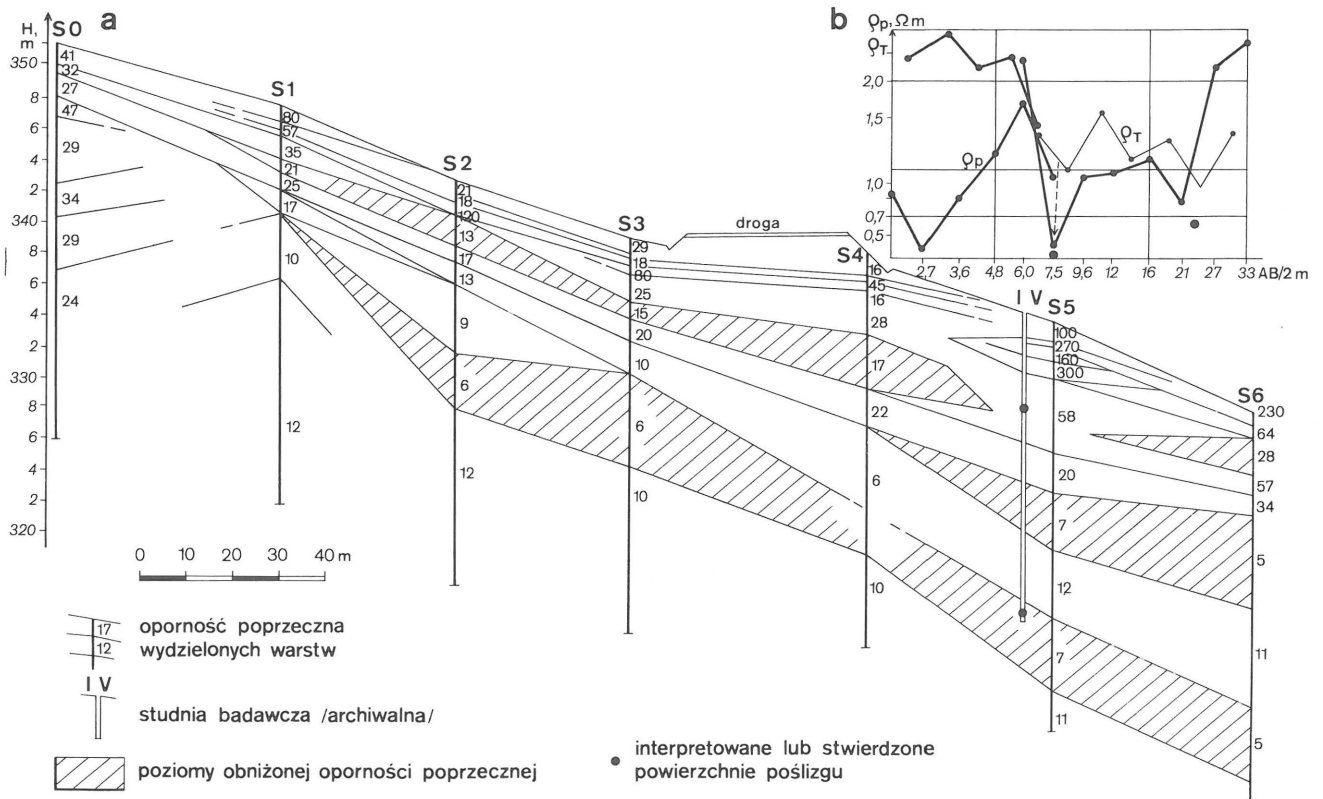
mikro-, lub anizotropię ogólną) wpływa na przebieg krzywej oporności pozornej w sposób identyczny, jak warstwa izotropowa o oporności właściwej równej oporności średniej (ρ_m) danej warstwy anizotropowej i o pozornej

miąższości (t_a) równej iloczynowi miąższości rzeczywistej tej warstwy (t) i współczynnika jej anizotropii ogólnej (λ).

Stosując to prawo do określenia głębokość (h, h_a) obowiązuja w efekcie związku:



Ryc. 7. Opracowany przekrój elektrooporowy osuwiska Nowy Wiśnicz (a) wraz z wynikiem porównawczego badania inklinometrycznego na osuwisku (b)



Ryc. 8. Przekrój geofizyczny osuwiska Mogilany, na 308+600 km drogi Kraków-Zakopane (a) wraz z wynikiem testowego sondowania komplementarnego w miejscu archiwalnej studni badawczej IV(b)

$$t_a = t\bar{\lambda}; \quad \Sigma t_a = \bar{\lambda}\Sigma t; \quad h_a = \Sigma t_a; \quad h_a = \bar{\lambda}\Sigma h \quad [6]$$

Działanie anizotropii jest więc takie, że przegłębienia o zawsze obserwowane granice oporności dokładnie proporcjonalnie do średniego współczynnika anizotropii ($\bar{\lambda}$) wszystkich warstw znajdujących się ponad daną granicą elektrooporową. A zatem, aby dokładnie znać rzeczywistą głębokość występowania danej granicy, w tym np. strefy poślizgu, równie dokładnie musi być znany współczynnik anizotropii w funkcji rozstawu AB/2 dla badanego ośrodka.

W przypadku nie uwzględnienia λ w korekcie głębokości, błąd głębokości jest dodatni i wynosi:

$$\Delta h/h, \% = (\lambda - 1) \cdot 100, \% \quad [6a]$$

Jest to zatem błąd bardzo poważny, silnie zależny od faktycznej wartości współczynnika anizotropii. Dla przykładu, dla $\lambda = 1,5$ oraz $\lambda = 2,0$ wynosi on odpowiednio 50 i 100 %.

Jeżeli współczynnik anizotropii przyjmowany jest do interpretacji głębokości z niewielkim błędem ($\Delta\lambda$), to wówczas błąd głębokości jest równy:

$$\Delta h/h, \% = -\Delta\lambda / \lambda, \% \quad [6b]$$

W płytkich badaniach elektrooporowych, obejmujących zazwyczaj utwory czwartorzędowe, pomija się najczęściej tą korektę zważywszy, że nieskonsolidowane płytkie piaski i gliny mają anizotropię na poziomie $\lambda = 1,05$, a tylko silne ich przemieszanie może prowadzić do anizotropii $\lambda = 1,1-1,2$.

W odniesieniu do wysokoanizotropowych utworów fliszu o pomijaniu takiej korekty nie może być oczywiście mowy, a uwzględnienie wpływu anizotropii na głębokość jest konieczne. Gorzej jednak, że nie jest tak wcale łatwo uzyskać niezbędne, a miarodajne dane w tym zakresie.

W pierwszym okresie podjętego tematu osuwiskowego, współczynnik anizotropii niezbędny do omawianego celu uzyskiwano poprzez wykorzystanie sondowania kołowego, zwanego też choć nieprawidłowo azymutalnym. Technicznie biorąc jest to zespół czterech zwykłych sondowań elektrooporowych, wykonanych w danym miejscu badania krzyżowo, a więc w 4 różnych kierunkach stron świata, najlepiej co 45° w planie.

Według wykonanych pomiarów, dla każdego rozstawu AB = const. uzyskuje się w ten sposób kierunkowy rozkład mierzonej oporności, kształtem swym przypominający elipsę; jest to tzw. elipsa anizotropii.

Z prostej analizy wzoru [3] wynika, że stosunek półosi tej elipsy wynosi:

$$a/b = \sqrt{1 + (\lambda^2 - 1)\sin^2 \alpha} = \lambda_a \quad [7]$$

Stosunek ten nosi nazwę anizotropii powierzchniowej lub pozornej (λ_a). Anizotropia rzeczywista (λ) jest według niego znana, kiedy znany jest kąt upadu (α). Kąt ten może być do tego celu wzięty zarówno z mapy geologicznej, jak i pomiaru w odkrywkach. Na drogach widać go zwykle dobrze po odnowieniu wysokich skarp wokół drogi.

W naszym przypadku kąt upadu uzyskano z mapy geologicznej dla obydwu osuwisk w Jasienicy Rosielnej, a z odkrywki na skarpie — na osuwisku Postołów. Według uzyskanych wartości λ_a , a potem λ , dokonano na tych osuwiskach korekty głębokości w celu prawidłowego ustalenia przebiegu stref poślizgu. Na osuwiskach w Jasienicy Rosielnej 1 i 3 współczynnik okazał się dość zmienny, silnie uzależniony od wilgotności miejsc badania na zboczach,

kształtując się w granicach 1,57–2,17 (Molik, 1986, 1997). Na osuwisku Postołów większej zmienności nie było, a średni współczynnik wyniósł $\bar{\lambda} = 2,1$. Oczywiście, gdyby nie te dane ilościowe, wyniki geofizyczne dotyczące położenia stref poślizgu byłyby więcej niż problematyczne, bo obarczone bardzo dużym błędem głębokości. Uzyskane dane o współczynniku anizotropii uczuliły na te istotny problem.

Problem uzyskania danych o współczynniku anizotropii dał o sobie znać dopiero jednak na następnych osuwiskach, gdyż okazało się, że tak na zsuwie Kombornia, jak i Nowy Wiśnicz, nie było danych o kącie upadu warstw na mapie geologicznej, jak i nie było tam odkrywek. Do rozwiązania problemu na osuwisku Kombornia spróbowano zastosować nowy oryginalny układ pomiarowy, który można nazwać układem potencjałowo-azymutalnym (ryc. 5a), jednak ostatecznie nie zostało przekonująco rozwiązane teoretyczne zagadnienie interpretacji dla tego nowego badania. Satisfakcjonujące rozwiązanie i teoretyczne, i praktyczne wcale nie było łatwo uzyskać, w końcu jednak ono powstało, a co najważniejsze okazało się ono i okazuje się nadal skutecznym i dokładnym (Molik, 1986, 1997). Jak pokazano na ryc. 5b, rozwiązanie problemu uzyskuje się uzupełniając sondowanie komplementarne dwupoziomowymi pomiarami kołowymi, a także płytkim pomiarem powierzchniowo-otworowym. Sposób dojścia do tego rozwiązania podaje publikacja autora z 1997 r.

Dopracowanie metodyki interpretacji i przedstawiania wyników

Po rozwiązaniu problemu precyzyjnej interpretacji głębokości, kolejnym zagadnieniem do rozwiązania stało się wzbogacenie przekroju geofizycznego tak, aby określał on nie tylko przebieg powierzchni poślizgu, ale i dawał obraz zmienności warunków wodno-gruntowych, tak typowy dla osuwisk.

Jako logiczne i uzasadnione należało tu przede wszystkim przyjąć oparcie się na wynikach elektrooporowych przetransformowanych w oporność poprzeczną (ρ_r), gdyż jak już pokazano, daje ona szczegółowsze rozwiązanie przekroju elektrooporowego niż oporność pozorna.

Niestety, metoda oporności poprzecznej nie ma opracowanego zagadnienia interpretacji ilościowej, a więc i ten problem należało rozwiązać we własnym zakresie. Wykorzystano w tym aspekcie empiryczne spostrzeżenie, że poszukiwane warstwy, widoczne na wykresach oporności poprzecznej, mają oporności i głębokości bardzo bliskie lub nawet równe tymże parametrom charakterystycznych punktów ich wykresów: maksimum, minimum lub punktów przegięcia. Wydzielane warstwy ośrodka to odcinki prostoliniowe lub asymptotyczne pomiędzy tymi punktami (ryc. 6). Oczywiście, rzeczywistą głębokość tych warstw określa się dopiero poprzez uwzględnienie wpływu anizotropii.

Tak określane warstwy służyły odąd do konstruowania geofizycznych przekrojów osuwisk. Na przekrojach tych wydzielone warstwy korelowano przestrzennie w pasma i w poziomy o zbliżonej oporności poprzecznej, na ich tle korelując też występujące minima oporności prostopadłej. Na przekrojach poziomy o obniżonej oporności były już wstępnie traktowane jako strefy poślizgu. O ostatecznym uznaniu je za takie decydowała obecność na ich środku lub na skraju korelującej się — na przekroju osuwiska — linii minimum oporności prostopadłej (ryc. 6, 7).

Przeważnie wspólną cechą tak opracowanych przekrojów, na wszystkich przebadanych osuwiskach, jest układanie się korelujących się poziomów oporności poprzecznej w pasma, które są równoległe do morfologii terenu. Można przyjąć, że ten

pasmowy układ warstw elektrycznych wynika głównie z horyzontalnego w przybliżeniu rozkładu wilgotności ponad poziomem wody gruntowej w obrębie badanych zboczy osuwiskowych. Ponadto, na ogół w środkowej części przebadanych zsuwów z takim pasmowym układem warstw w wyraznym związku pozostaje przebieg ustalonych stref poślizgu.

W nawiązaniu do powyższych wyników istniała początkowo niepewność, czy wykorzystując oporność poprzeczną uzyska się wyraźne poziomy obniżonej oporności także w obrębie bardzo głębokich osuwisk. Przykład osuwiska Mogilany, 308+600 km, pokazuje, że obawy te były płonne, że takie korelujące się poziomy obniżonej oporności są i wtedy odzwierciedlane (ryc. 8a). Tak jak oczekiwano, wiążą się one tu z dwoma strefami poślizgu tego osuwiska, w tym główną — dolną, przebiegającą na głęb. 18–19 m, stwierdzoną w postaci zlustrowań w archiwalnej studni badawczej IV. Zbieżność głębokościową wyniku geofizycznego z głębokością rzeczywistą uzyskano na osuwisku współczynnikiem $\lambda = 1,29$, określonym przy wykorzystaniu sondowania kołowego.

W leżącej powyżej drogi, ale też nieco w bok od pokazanego przekroju, innej studni archiwalnej II, powierzchnię poślizgu stwierdzono na głęb. 15–16 m, także w postaci zlustreń. W obydwu studniach występował głównie łożysko. Teraz na mapie geologicznej znaczy się tu pstre łupki (Paul i in., 1996), a dopiero powyżej krawędzi oderwania się zsuwu — tzw. piaskowce grodziskie (w gruncie rzeczy z wkładkami łupków), budujące tzw. wzniesienie Mogilan. Według Molika (1982), który na osuwisku wykonał także badania metodą profilowania elektrooporowego oraz polaryzacji samoistnej (PS) pod kątem wykartowania zespołów litologicznych, w podłożu omawianego osuwiska udział piaskowców i łupków kształtuje się jak 60% : 40%, a to przemawiałoby raczej za tym, aby przyjmować na osuwisku jednak obecność piaskowców grodziskich, a w każdym razie ich facji peryferyjnej.

Po opracowaniu metody oporności prostopadłej, w miejscu obydwu wymienionych powyżej archiwalnych studni badawczych, traktowanych znów jako wyrobiska reperowe, wykonano testowe sondowania oporności prostopadłej. Wynik jednego z nich jest pokazany na ryc. 8b jako uzupełnienie przekroju oporności poprzecznej. Z interpretacji sondowania wynika tu głębokość pozorna strefy poślizgu $h_a = 24$ m, a więc głębokość rzeczywista $h = 18,6$ m (24 m : $1,29$).

Na sondowaniu oporności prostopadłej (ryc. 8b) wyraźnie zaznacza się także płyciej leżąca powierzchnia poślizgu, stwierdzona w studni badawczej IV na głębokości 5,5–6 m ($h_a = 7,5$ m). Tak więc także na podstawie danych porównawczych z tego osuwiska znalazła swoje doświadczalne potwierdzenie sformułowana zasada współzbieżności minimów oporności prostopadłej i poprzecznej w identyfikowaniu stref poślizgu.

Zakończenie

Przedstawione powyżej rozwiązanie zagadnienia identyfikacyjnego, a równolegle zagadnienia dokładnego określenia głębokości, złożyło się w sumie na uzyskanie nowej skutecznej metody określania stref poślizgu. Jak dotąd pozytywne wyniki w tym zakresie uzyskano na ośmiu osuwiskach, tak płytkich, jak i głębokich, tak zwietrzelinowych, jak i strukturalnych, położonych w różnych warunkach wodno-gruntowych. Szerzej o geologiczno-inżynierskiej

efektywności nowej metody mówi się jeszcze w następnym artykule, który kontynuuje prezentację metody.

Przy okazji autorowi miło jest zaznaczyć, że około 20% udział w opracowaniu metody ma Pani mgr Maria Żmuda z Okręgowego Laboratorium Drogowego w Rzeszowie i Jej szczególnie autor chciałby podziękować za współpracę.

Literatura

- BORYSŁAWSKI A., GUCIK S., PAUL Z., ŚLĄCZKA A., WÓJCIK A. & ŻYTKO K. 1980 — Mapa geologiczna Polski 1 : 200000, „A”, ark. Przemyśl–Kalniki. Inst. Geol.
- CARTIER G. 1983 — Wytyczne badań oraz zabezpieczania osuwisk drogowych. Gen. Dyr. Dróg Publ. Warszawa.
- KLECZKOWSKI A. 1955 — Osuwiska i zjawiska pokrewne. Wyd. Geol.
- LISZKOWSKI J. & STOCHLAK J. (eds.) 1976 — Szczelinowatość a stateczność zboczy [W:] Szczelinowatość masywów skalnych. Wyd. Geol.: 204–211.
- MOLIK M. 1982 — Elektrooporowe zwiadowcze badania osuwiska Mogilany, km 308+600. Inst. Bad. Dróg i Mostów. Warszawa.
- MOLIK M. 1986 — Rozwiązania interpretacyjne anizotropii elektrycznej w zastosowaniu do rozwiązywania problematyki osuwiskowej. Inst. Bad. Dróg i Mostów. Warszawa.
- MOLIK M. 1990 — Układ pomiarowy do powierzchniowych pomiarów oporności elektrycznej. Patent R.P. nr 149296, zgł. w 1984 r.
- MOLIK M. 1997 — Elektrooporowe metody anizotropii elektrycznej i interpretacja ich wyników w zastosowaniu do badania osuwisk. Pr. Inst. Bad. Dróg i Mostów, 3–4: 31–84.
- MOLIK M. 1999 (w druku) — Metoda oporności prostopadłej — nowym rodzajem i nową konwencją badania oporności w geofizyce. Zesz. Nauk. AGH.
- NOVOSAD S. 1978 — The use of modern methods in investigating slope deformations. Bull. Int. Assoc. Eng. Geology, 17: 71–73.
- OSIPOW W.I. 1968 — Izuczenie ustojczivosti opożnnych sklonow, [W:] Opriedielenie Plotnosti i Włažnosti Gruntow po Rassiejanii Gamma Łuczej i Niejtronow. Izd. Mosk. Uniw. Moskwa: 138–140.
- PAUL Z., RAĆKOWSKI W., RYŁKO W. & WÓJCIK A. 1996 — Objašnieniasia do szczególowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Myślenice. Państw. Inst. Geol.
- PIETRZAK-ANISZEWSKA U., WIERZBICKI S. & MOLIK M. 1983 — Sprawozdanie z badań geologiczno-inżynierskich na osuwiskach Jasienica Rosielna 1 i 3. Inst. Bad. Dróg i Mostów. Warszawa: 1–54.
- PIETRZAK-ANISZEWSKA U., WIERZBICKI S. & MOLIK M. 1984 — Sprawozdanie z badań geologiczno-inżynierskich osuwiska Nowy Wiśnicz. Inst. Bad. Dróg i Mostów. Warszawa: 1–38.
- PIETRZAK-ANISZEWSKA U. 1985 — Metody badań osuwisk w Karpatach fliszowych. Pr. Inst. Bad. Dróg i Mostów, 4: 152–167.
- SKÓCZYLAŚ- CISZEWSKA K. & BURTAN J. 1956 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Bochnia. Inst. Geol.
- STENZEL P. & SZYMANKO J. 1973 — Krzywe oporności w układach warstwowych anizotropowych. Krzywe sondowań elektrycznych wykonanych metodą odejmowania pól. Błędy wynikające z utajenia warstw, [W:] Metody geofizyczne w badaniach hydrogeologicznych i geologiczno-inżynierskich. Wyd. Geol.: 69, 73, 98–101.
- TARCHOW A. G. 1963 — Elektryczne własności górných porod. Spraw. Geofizika, t. III. Gosgjeołtiechizdat. Moskwa: 8–11.
- TELLER L., MOLIK M. & SYGOWSKI M. 1980 — Sprawozdanie wynikowe z badań geologiczno-geofizycznych osuwiska Postołów k. Leska. Inst. Bad. Dróg i Mostów. Warszawa: 1–22.
- TROJAN J. 1976 — Dobór i efektywność metod geofizycznych w badaniach osuwisk skalnych w Karpatach. Techn. Posz., 4: 1–4.
- WAŁAMOW I. M. & ŁOBANOW E. M. 1973 — Niekotoryje wozmożnosti elektriceskoj razwiedki pri izuczenii naruzennosti opożnnych sklonow. Gjeoł. i Razw., 2: 109–113.
- WIŁUN Z. 1987 — Stateczność zboczy i masywów skalnych, [W:] Zarys geotechniki. WKŁ: 349–354
- YAGUE A. G. 1978 — Modern methods used in study of mass movements. Bull. Int. Assoc. Eng. Geology, 17:65–71.
- ZABOROWSKI A. I. 1963 — Osnovy teorrii polia w anizotropnych sriedach, [W:] Sprawoznik Geofizika, t. III. Gosgjeołtiechizdat. Moskwa: 92–93.
- ZABUSKI L., THIEL K. & IWAŃCZAK J. 1992 — Położenie powierzchni poślizgu osuwiska w Tresnej, [W:] Projektowanie i wykonanie automatycznych systemów kontroli zboczy. Inst. Bud. Wodn. PAN. Gdańsk: 25–33.